

DETECCIÓN DE UN CICLÓN SUBTROPICAL

Juan J. González Alemán¹, Francisco Valero², Francisco Martín León³

¹Instituto de Ciencias Ambientales, Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo
JuanJesus.Gonzalez@uclm.es);

²Departamento de Física de la Tierra II (Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera),
Universidad Complutense de Madrid;

³Agencia Estatal de Meteorología, Madrid

RESUMEN: En este trabajo se analiza el ciclo de vida de lo que debería haber sido una típica borrasca de invierno que suele afectar a la cuenca atlántica nororiental. Sin embargo, dicha baja comenzó a adquirir características tropicales, lo que le lleva a ser identificada como ciclón subtropical. Con esta descripción se detalla una metodología para identificar este tipo de fenómenos. En ella se utilizan una serie de herramientas y campos meteorológicos que demuestran ser útiles para realzar las características de los ciclones subtropicales. Estos fenómenos han cobrado importancia durante los últimos años y han centrado la atención de la comunidad científica por llevar asociados fenómenos meteorológicos extremos de gran impacto en la sociedad y por su potencial para convertirse en tormentas tropicales o huracanes. Uno de los problemas a los que se enfrenta un meteorólogo o predictor operativo en nuestra cuenca, es el de diferenciar este tipo de ciclones con los ciclones extratropicales o típicas borrascas de invierno.

1. INTRODUCCIÓN

Los ciclones subtropicales son sistemas de bajas presiones que se rigen por procesos tanto de carácter tropical como extratropical. Su principal característica es la presencia de una estructura térmica híbrida, consistente en una anomalía fría en la media-alta troposfera y cálida en la media-baja troposfera, resultado del calor latente liberado por la intensa y abundante convección que llevan asociada (EVANS y GUISHARD, 2009; GUISHARD y otros, 2009). Además, suelen evolucionar en ambientes con escasa baroclinicidad, lo que da lugar a patrones nubosos convectivos con prácticamente ausencia de características frontales.

Debido a lo anterior, se les puede considerar como depresiones que se encuentran en el continuo entre los extremos conceptuales de ciclón tropical y ciclón extratropical. En la figura 1 puede observarse un esquema de clasificación general de los ciclones en base a sus características frontales y su estructura térmica vertical.

Los ciclones subtropicales quedarían, por tanto, situados en una zona con una estructura térmica híbrida sin características frontales. En el Atlántico nororiental su estudio es muy escaso (GONZÁLEZ-ALEMÁN y otros, 2015), a pesar de que durante los últimos años se han dado varios casos bastante mediáticos. De hecho, en la cuenca opuesta existe un creciente interés tras su reconocimiento como sistemas asociados a fenómenos meteorológicos adversos, similares incluso a los debidos a huracanes (STEWART, 2001; GUISHARD y otros, 2007). Precisamente otro de los motivos que evidencia la necesidad de prestarles atención es el potencial que se les atribuye para convertirse en ciclones tropicales mediante el proceso de transición tropical descrito por DAVIS y BOSART (2003, 2004). De hecho, la tormenta tropical *Delta* (2005), que afectó a las islas Canarias, y el huracán *Vince* (2005), que afectó a la península ibérica, fueron ciclones subtropicales en su inicio.

El objetivo de este texto es la caracterización meteorológica de un ciclón subtropical desarrollado a finales de enero de 2010 en el Atlántico nororiental que posteriormente afectó a las islas Canarias y península ibérica con abundantes lluvias y fuerte viento. Esta caracterización se realiza para resaltar los rasgos especiales de estos ciclones sobre los ciclones extratropicales y tropicales,

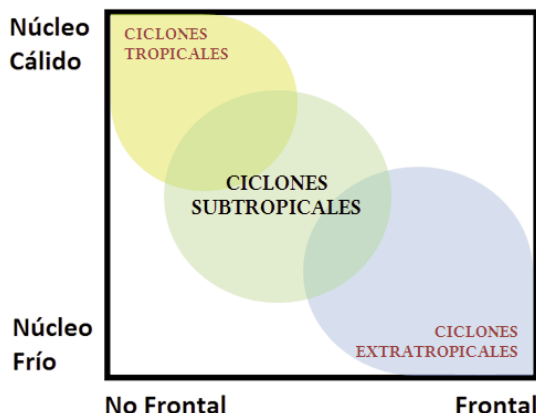


Figura 1. Diagrama de clasificación de los ciclones en base a su estructura térmica vertical y características frontales.

especialmente útil en países situados en nuestra cuenca, donde la diferenciación entre un ciclón extratropical y subtropical es a veces muy sutil.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos utilizados son, por un lado, los reanálisis ERA-Interim a una resolución de $0,75^\circ$ (DEE y otros, 2011) y, por otro lado, los campos y herramientas meteorológicas producidas por el Instituto Cooperativo de Estudios Meteorológicos Satelitales (CIMSS) disponibles a tiempo real en: <http://tropic.ssec.wisc.edu/>.

La metodología se basa en la identificación y caracterización del sistema a través de distintas herramientas y campos meteorológicos que lo distinguen respecto de los ciclones tropicales y extra-tropicales, y que permiten resaltar sus rasgos especiales.

Entre estas herramientas hay que destacar los diagramas de fase (HART, 2003) como una herramienta imprescindible. En ella se utilizan tres variables fundamentales, formando un espacio de fases, para caracterizar la estructura térmica de cualquier ciclón. El parámetro de asimetría térmica (B), que da una idea de la baroclinicidad que acompaña al ciclón, es decir, de sus características frontales, y por otro lado, el viento térmico en la alta (V_T^U) y baja (V_T^L) troposfera, que dan una idea de su estructura térmica vertical. Estos parámetros se calculan respecto al centro del ciclón.

Esta herramienta ha sido utilizada en GUSHARD y otros (2009) para la realización de una climatología de ciclones subtropicales en el Atlántico norte. De entre los requisitos para que un ciclón sea considerado como subtropical en ella, existe únicamente uno que tiene relación directa con la estructura de estos, diferenciándolo del resto de ciclones. Este es el requerimiento de mostrar una estructura híbrida en los diagramas de fase durante al menos 36 h, y es el que ha sido aplicado para la identificación de la depresión de este estudio. Esta estructura híbrida ha de identificarse en los diagramas de fase imponiendo el criterio $-|V_T^L| > -10$ y $-|V_T^U| < -10$. Sin embargo, a pesar de ser una muy buena primera aproximación, no basta únicamente con los diagramas de fase para catalogar a una depresión como subtropical, ya que en ocasiones esta herramienta puede prestar a confusión. La aplicación del resto de campos/herramientas utilizadas aquí ayudaría a despejar las dudas sobre su naturaleza subtropical.

3. EVOLUCIÓN SINÓPTICA

Con el propósito de dar una visión sobre el ambiente en el que se desarrolló la depresión que se está estudiando, en este apartado se describe brevemente su historia sinóptica.

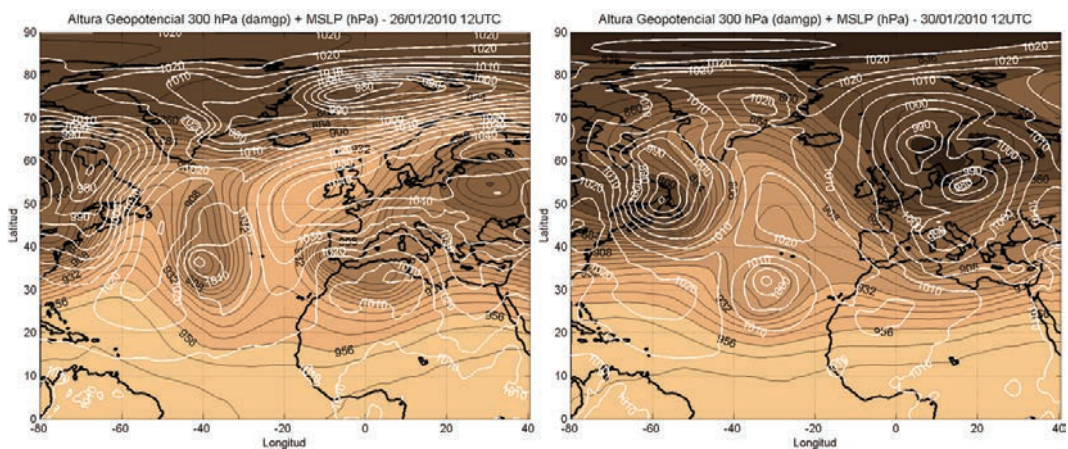


Figura 2. Altura geopotencial (dam; coloreado) en 300 hPa y MSLP (hPa; contornos blancos) para el día (a, izquierda) 26/01/2010 a las 12 horas UTC y (b, derecha) para el día 30/01/2010 a las 12 horas UTC.

Durante los días 24 y 25, la circulación atmosférica en el Atlántico norte se resume por el predominio de una notable sinuosidad en el campo del geopotencial asociada a una onda de Rossby con considerables amplitud y longitud de onda. Esta ondulación provoca el posicionamiento de una dorsal al este del Atlántico norte, con su eje al oeste de la península ibérica, y una profunda vaguada al oeste de la cuenca centrada al norte de las islas Bermudas. La permanencia de la vaguada en una zona baroclina origina, corriente abajo, la formación de continuas depresiones, reflejadas en el campo de presiones en superficie (MSLP), por forzamiento cuasigeostrófico.

Conforme avanza el tiempo, se produce una elongación de la dorsal hacia el norte a la vez que un estiramiento de la vaguada hacia el sur. Este posicionamiento de la dorsal provoca un flujo bloqueado de tipo omega sobre el día 26 (figura 2a) ya que, además, sobre la península ibérica se sitúa una vaguada retrógrada con una marcada orientación SW-NE, mientras que la vaguada al oeste asociada al mismo patrón de flujo bloqueado tiene una orientación NW-SE. Es este mismo cambio en el patrón sinóptico el que provoca que a finales del día 26 se descuelgue la vaguada hacia el sur con la consiguiente formación de una depresión aislada de la circulación zonal de latitudes medias. Esta baja aislada pasa a estar sostenida por la anomalía positiva de vorticidad potencial en niveles altos que induce una circulación hasta la superficie gracias al ambiente de baja estabilidad estática que predomina debajo.

Una vez que la vaguada se ha descolgado y provoca el aislamiento de la depresión en superficie asociada, se produce un patrón estacionario durante el día 27 debido al flujo bloqueado que sigue caracterizando a la circulación atmosférica en el Atlántico norte. De esta forma, la zona depresiva que va a originar la formación del ciclón subtropical sigue estando aislada de la circulación general del oeste. Tras esta nueva ruptura, el flujo sigue estando bloqueado aunque pasando a ser de tipo Rex (alta sobre baja).

Tras el aislamiento se produce la oclusión y paralización del ciclón, lo cual favorece que se posicione en un entorno cada vez menos baroclino y, por lo tanto, más barotrópico, lo que acompañaría a un decaimiento y relleno de la depresión. Sin embargo, se observa que no sigue el típico proceso de los ciclones extratropicales cuando se aíslan de la circulación de latitudes medias, sino que se profundiza. Esto se constata en una disminución considerable del mínimo de presión, que pasa de unos 1005 hPa al inicio del aislamiento a algo menos de 995 hPa, una vez que adquiere una estructura subtropical (figura 2b). Este proceso descrito en el patrón sinóptico parece ser común en el desarrollo de los ciclones subtropicales en esta zona, tal y como reportan GONZÁLEZ-ALEMÁN y otros (2015) en su estudio de los ciclones subtropicales en el Atlántico nordeste, donde encontraron que estos procedían de depresiones extratropicales que se aislaban de la circulación de latitudes medias.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este apartado se muestran los resultados que se obtienen tras aplicar a la depresión estudiada las herramientas y campos mencionados anteriormente que permiten diferenciarla de los ciclones tropicales y extratropicales al resaltar sus rasgos especiales.

a) Diagramas de fase

En la figura 3 puede observarse la evolución del ciclón en los diagramas de fase (V_T^L, B) y (V_T^L, V_T^U) . Según la figura 3a, este se inició en un ambiente totalmente baroclino, presentando una estructura térmica asimétrica en niveles bajos, lo que indica presencia de un patrón frontal, propio de los ciclones extratropicales. Posteriormente el ciclón evoluciona hacia un entorno en el que la baroclinicidad disminuye, coincidiendo con lo visto en la evolución sinóptica, perdiendo sus características extratropicales típicas, a la vez que tiende hacia una estructura simétrica, y con núcleo cálido poco profundo al desarrollar una anomalía térmica en la baja troposfera. En este momento, el ciclón alcanza categoría de ciclón subtropical, lo que es consistente con la definición que establece el Centro Nacional de Huracanes de Estados Unidos (<http://www.nhc.noaa.gov/aboutgloss.shtml>), al considerar los ciclones subtropicales como un sistema de bajas presiones no frontales.

En la figura 3b, se observa que el ciclón comienza con una estructura de núcleo frío profundo consistente con el carácter extratropical que mostraba en el anterior diagrama. Sin embargo, nuevamente, conforme transcurre el tiempo empieza a perder sus características extratropicales tendiendo hacia una estructura térmica híbrida en la vertical, lo que le da una naturaleza subtropical. Posteriormente sigue manteniendo una estructura más o menos híbrida con ligeros cambios.

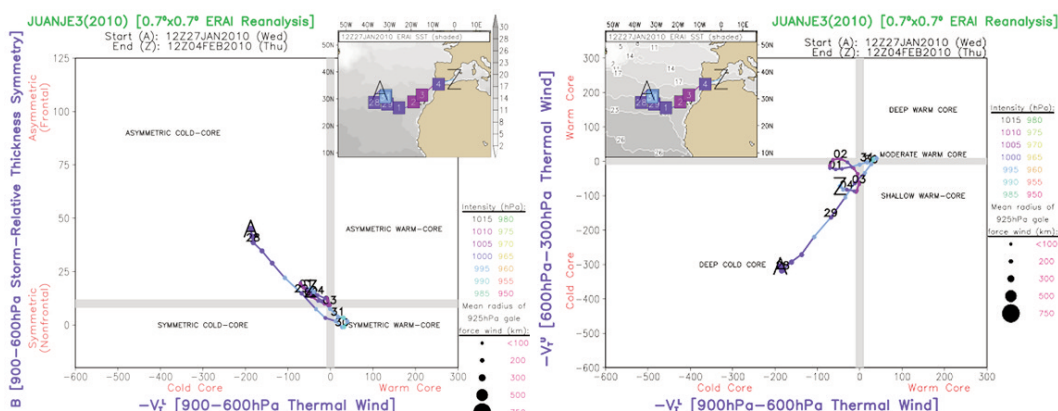


Figura 3. (a, izquierda) Diagrama de fase con las variables de asimetría térmica y viento térmico en niveles bajos (V_T^L , B); (b, derecha) con las variables del viento térmico (V_T^L , V_T^U).

b) Viento

En el caso de los ciclones tropicales existe una clara axisimetría en el campo vectorial de vientos y en el campo de isotacas, aunque menor, con una rápida disminución radial de los vientos. Al contrario, las borrascas o ciclones extratropicales se caracterizan por ser asimétricos y por llevar asociados vientos fuertes que pueden alcanzar grandes distancias respecto del centro.

En el caso del ciclón subtropical estudiado (figura 4a) se observa una simetría axial del campo vectorial similar a una estructura tropical. Sin embargo, se asemeja a una estructura extratropical en cuanto a la asimetría del campo de isotacas. Por ejemplo, existe una clara diferencia en las velocidades del viento entre su flanco norte y sur, siendo menos notable en la dirección de los paralelos.

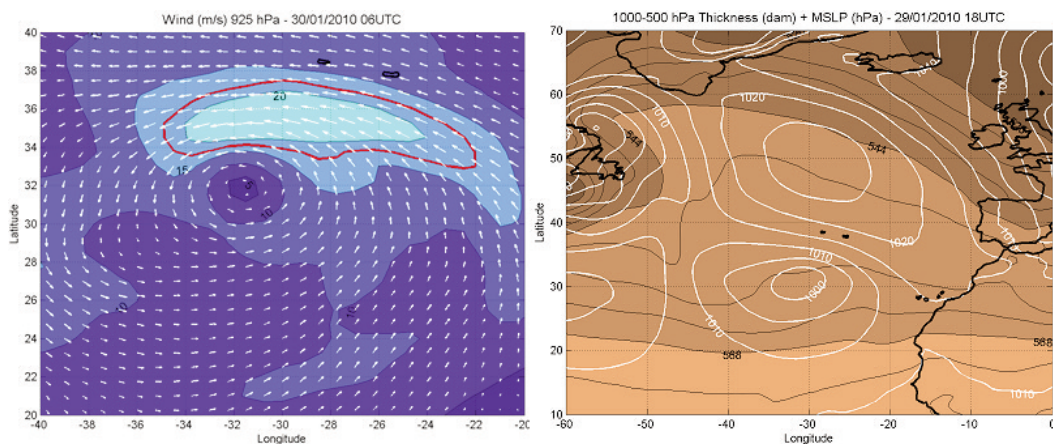


Figura 4. (a, izquierda) Campo de vientos en el nivel de 925 hPa para el día 30/01/2010 a las 06 horas UTC y (b, derecha) campo de MSLP (hPa; isolíneas blancas) superpuesto al campo de espesor del estrato 1000-500 hPa (dam; coloreado).

c) Espesor atmosférico

En el estrato de 1000-500 hPa, los ciclones tropicales y extratropicales perturban las isolíneas de igual espesor debido a su estructura térmica, que es uniforme en toda la troposfera. Lo hacen de igual

manera que en el campo del geopotencial. El ciclón extratropical tendría en su centro espesores menores (en el caso de estar aislado de la circulación de latitudes medias) y el ciclón tropical espesores mayores. Un ciclón extratropical no aislado, es decir, embebido en la circulación de latitudes medias, se caracterizaría por poseer estratos mayores al SE de su centro y estratos menores a su NW, propio de la ondulación a la que está sometido el campo de temperaturas.

En la figura 4b se observa que, al contrario, el ciclón subtropical no aparece reflejado en el campo de espesores de 1000-500 hPa ya que no perturba las isolíneas, lo cual es consistente con su estructura híbrida. Por tanto, este campo resulta bastante clarificador para la detección de este tipo de sistemas ya que estos ciclones se manifiestan de forma totalmente diferente a los ciclones tropicales o extratropicales. Aunque no hay que olvidar que estos últimos en sus etapas finales de decaimiento también pierden su reflejo en este campo. Una inspección en la evolución del campo de presiones superficiales determinaría la distinción; si la presión sube, se trata de un ciclón extratropical ocluyéndose, si la presión baja, se trata de un ciclón subtropical.

d) Imágenes de satélite

Los ciclones extratropicales se caracterizan por presentar estructuras nubosas asimétricas correspondientes a los frentes que les acompañan. En el caso de los ciclones tropicales, normalmente se observa nubosidad convectiva simétrica rodeando al mínimo depresionario, que se vuelve evidente en forma de ojo cuando el ciclón alcanza la categoría de huracán. Esta característica de los ciclones tropicales es conocida como «Central Dense Overcast» (CDO).

La secuencia de las imágenes de satélite de la evolución de la depresión subtropical se muestra en la figura 5. Revela perfectamente el cambio en la morfología de la estructura nubosa asociada, consistente con el ciclo de vida descrito en los diagramas de fase, al ir este progresando durante su ciclo de vida de una zona baroclina a otras cada vez más barotrópicas. Efectivamente, el día 26 (figura 5a) se observa un patrón de nubosidad típico de los ciclones extratropicales con su frente asociado y, por ello, con configuración asimétrica. Sin embargo, el día 30, una vez el ciclón ha adquirido su estructura subtropical (figura 5b), el patrón nuboso ha cambiado, motivado por el aislamiento de la baja y la disminución de la baroclinicidad que lo rodea. Esto da lugar a la formación de numerosos focos convectivos distribuidos en torno a la baja presión, generados probablemente en su mayoría por el forzamiento térmico asociado a la depresión aislada en altura.

Al mismo tiempo, la disminución considerable de cizalladura favorece la formación de un núcleo convectivo formidable (figuras 5c y 7b) con un gran parecido a la convección asociada a los ciclones tropicales, pero que difiere en que se sitúa justo al lado del mínimo de presión sin rodearlo completamente (CDO), algo característico de los ciclones subtropicales. Esto resulta en que la depresión no adquiere una estructura cálida en toda la troposfera, sino que permanece híbrida. Es de destacar el parecido del ciclón, en las imágenes de satélite, con la tormenta tropical *Grace*, la cual, en octubre de 2009, se desarrolló igualmente a partir de una baja presión extratropical estacionaria y ocluida cerca de las Azores (MAUK y HOBGOOD, 2012).

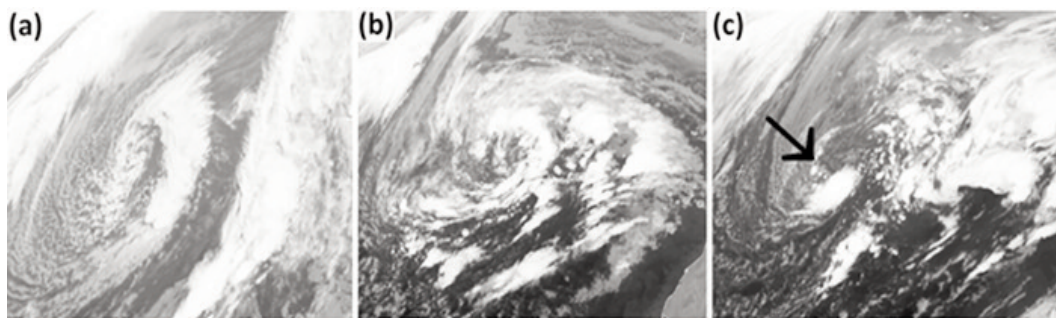


Figura 5. Imágenes de satélite Meteosat Segunda Generación 2 en el canal 9 de infrarrojo, (a, izquierda) del 26/01/10 a 12 horas UTC, (b, centro) del día 30/01/10 a las 06 horas UTC y (c, derecha) del día 31/01/10 a las 00 horas UTC.

Fuente: Dundee Satellite Receiving Station.

e) Divergencia

Los ciclones tropicales poseen una estructura dinámica consistente en una divergencia acentuada sobre el centro del ciclón en niveles altos asociada a la fuerte convergencia que sucede en niveles bajos, de tal forma que los máximos de divergencia/convergencia suelen presentar cierta simetría axial, estando estos centrados en el mínimo depresionario. Al contrario, los ciclones extratropicales presentan los máximos de divergencia/convergencia sobre la zona frontal, existiendo incluso cierta asimetría. Además, hacia el oeste de la depresión sucede lo contrario, es decir, existe una zona de subsidencia.

Respecto al ciclón subtropical, se observa en la figura 6a que existe una zona de máximos en forma de banda asimétrica que corresponde a una banda baroclina o frente en altura, y que queda lejos del centro. Dicha banda se puede considerar independiente de la depresión subtropical ya que estaría provocada por la estructura sinóptica en altura que la soporta, es decir, sería producida por el forzamiento cuasigeostrófico que aporta la depresión en altura con cierta forma, aún, de vaguada. Se observa, además, como en las cercanías del centro existe una amplia zona en la que no existe divergencia ni convergencia significativa con ciertos máximos de divergencia asociados a los núcleos convectivos. Al oeste de la depresión se observa la presencia de la subsidencia típica de los ciclones extratropicales, aunque bastante más lejos de lo que sería esperable en una estructura pura extratropical.

En realidad, el campo de divergencia no esclarece su estructura como lo hacen los vistos anteriormente. Sin embargo, dada la amplia distancia existente entre la subsidencia al oeste y los ascensos sinópticos al este, con una amplia zona en medio en la que existen numerosos núcleos convectivos y cierta divergencia asociada a ellos, se puede intuir la diferencia con los extremos de ciclón. Sucede como si el centro de la depresión subtropical quedara al margen de las estructuras sinópticas de su alrededor y posee cierta independencia de lo que ocurre en niveles superiores de la troposfera.

f) Vorticidad

Los ciclones tropicales presentan una estructura vortical positiva intensa con notable simetría axial, mientras que los ciclones extratropicales poseen una estructura asimétrica de vorticidad positiva de forma más o menos alargada y que tiende a coincidir con la disposición del frente.

En el caso del ciclón subtropical (figura 6b), observamos una disposición de la vorticidad mezclada, es decir, posee estructuras de vorticidad positiva en forma de bandas y, por otro lado, un máximo de vorticidad ($\approx 120 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) con cierta simetría axial, coincidente con el centro de la depresión. Este máximo tiene una gran similitud al caso tropical y además se encuentra más o menos independiente del resto de máximos de vorticidad, que son de menor magnitud ($\approx 50 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$). Por tanto, se observa que el centro de la depresión subtropical se asemeja al centro de un ciclón tropical.

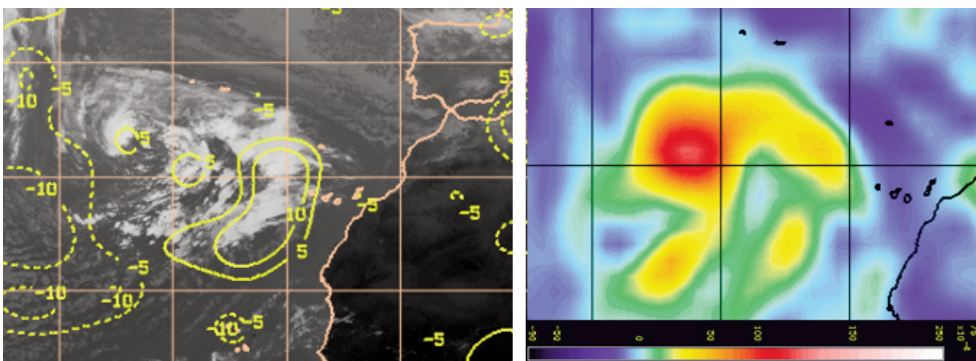


Figura 6. (a, izquierda) Campo de divergencia del viento (s^{-1}) en niveles altos (media del estrato 300-150 hPa) superpuesta con imagen de satélite para el 30/01/2010 a las 12 horas UTC y (b, derecha) vorticidad (10^{-6} s^{-1}) en 850 hPa para el caso del ciclón subtropical correspondiente al 30/01/2010 a las 18 horas UTC. Fuente: UW-CIMSS.

g) Cizalladura vertical

Los ciclones extratropicales se generan en ambientes de alta cizalladura (> 20 nudos) ya que necesitan de una atmósfera baroclina para su adecuado desarrollo. Al contrario, los ciclones tropicales lo hacen en un ambiente con baja cizalladura (< 20 nudos) propio de atmósferas barotrópicas donde se permite ampliamente el desarrollo de la convección que nutre a la baja presión.

En el caso del ciclón objeto de este estudio, se observa que cuando empezó a poseer estructura subtropical todavía se encontraba en un ambiente de moderada cizalladura (> 20 nudos; figura 7a) aunque mucho menor que la típica que afecta a los ciclones extratropicales. Esta alta cizalladura está asociada a su origen baroclino, lo cual es característico de este tipo de ciclones (GUISHARD y otros, 2009; GONZÁLEZ-ALEMÁN y otros, 2015). Posteriormente cuando se transforma en una baja aislada de la circulación general, pasa a verse afectada por una amplia zona con escasa cizalladura vertical (< 20 nudos; no mostrado) debido a la disminución de la baroclinidad. Por tanto, el ambiente en el que la depresión se iba encontrando era cada vez más barotrópico, más propio de una estructura tropical, lo que favoreció el mantenimiento de la convección profunda asociada. Incluso se detectan zonas con cizalladura vertical inferior a los 10 nudos en los alrededores del ciclón.

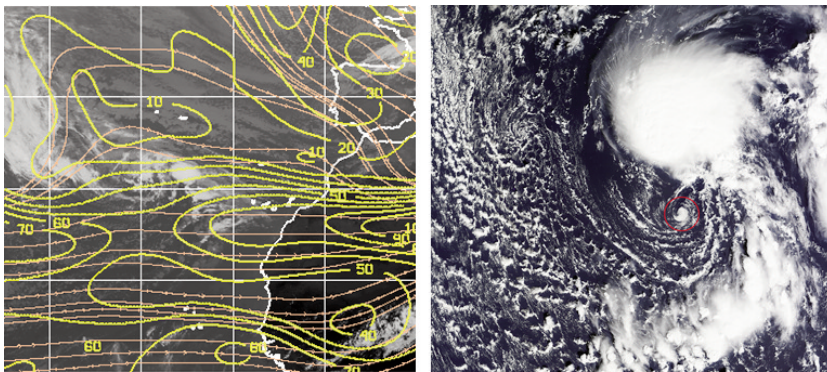


Figura 7. (a, izquierda) Cizalladura vertical del viento (nudos) correspondiente al 29/01/2010 a las 12 horas UTC. (b, derecha) Imagen de satélite del canal visible del Terra (NASA) correspondiente al 31/01/2010 a las 12.45 horas UTC. Fuente: UW-CIMSS y NASA.

h) Agua total precipitable (TPW)

Los sistemas extratropicales se desarrollan en una atmósfera con relativamente poco contenido en vapor de agua, propio de la troposfera en latitudes medias. Sin embargo, son capaces de adveccionar grandes cantidades de vapor de agua desde los trópicos coincidentes con la zona frontal, que se reflejan en forma de máximo en el campo de TPW. Además, se caracterizan por llevar asociados fuertes advecciones de aire seco procedente del norte y oeste de la depresión, que entran en su seno.

Los ciclones tropicales, al contrario, se generan en zonas con riqueza de vapor de agua. De hecho, es un factor indispensable para su desarrollo satisfactorio. En este caso, los máximos de TPW suelen ser simétricos y coincidentes con el centro del ciclón. A medida que el ciclón tropical se va desarrollando y aumentando su intensidad o categoría, el contenido de TPW en su centro va aumentando respecto de los alrededores.

La animación del campo de TPW en el caso de estudio muestra como el ciclón subtropical sufre continuas advecciones de aire seco hacia su centro. Esto le hace diferir de los ciclones tropicales, asemejándose más a los extratropicales, y es un factor primordial que influye en que las condiciones no sean favorables para que la convección profunda rodee el centro (CDO) como en el caso tropical. En la figura 7b puede observarse este efecto.

5. CONCLUSIONES

Se ha comprobado y discutido, mediante la aplicación de distintos campos y herramientas meteorológicas, que el ciclón objeto de este estudio poseía características de ciclón subtropical,

observándose la presencia de rasgos tropicales. Estos campos y herramientas permiten la observación de estas características especiales y así distinguir los ciclones subtropicales de los dos extremos conceptuales de ciclón. Especialmente destacable es la presencia de una estructura térmica híbrida en el sistema, puesta de manifiesto en los diagramas de fase. Es muy importante tener en cuenta la necesidad del uso de estos campos/herramientas en su conjunto, pues ninguna por sí sola justifica la identificación de un ciclón como subtropical.

Lo mostrado en este texto es de gran interés para la diagnosis y predicción de este tipo de sistemas por parte de los servicios meteorológicos, sobre todo de los países situados en la cuenca atlántica nororiental. Hay que mencionar que el Centro Nacional de Huracanes no reconoció esta baja como subtropical, aunque nuestra intención no es dudar de la alta cualificación de sus profesionales, sino resaltar la ambigüedad en el tratamiento de estos sistemas, sobre todo, en nuestra cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Debemos agradecer al Dr. Robert Hart, de la Universidad Estatal de Florida (Estados Unidos), por facilitarnos los diagramas de fase usados en este análisis. Este trabajo ha sido realizado gracias al proyecto de investigación CGL2011-25327 del MINECO.

REFERENCIAS

- DAVIS, C. A. y L. F. BOSART, 2003. Baroclinically induced tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 131(11), 2730-2747.
- DAVIS, C. A. y L. F. BOSART, 2004. The TT problem: Forecasting the tropical transition of cyclones. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 1657-1662.
- DEE, D. P., S. M. UPPALA, A. J. SIMMONS, P. BERRISFORD, P. POLI, S. KOBAYASHI y F. VITART, 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.
- EVANS, J. L. y M. P. GUISHARD, 2009. Atlantic subtropical storms. Part I: Diagnostic criteria and composite analysis. *Monthly Weather Review*, 137(7), 2065-2080.
- GONZÁLEZ-ALEMÁN, J. J., F. VALERO, F. MARTÍN-LEÓN y J. L. EVANS, 2015. Classification and synoptic analysis of subtropical ciclones within the Northeastern Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 28(8), 3331-3352.
- GUISHARD, M. P., J. L. EVANS y R. E. HART, 2009. Atlantic subtropical storms. Part II: Climatology. *Journal of Climate*, 22(13), 3574-3594.
- GUISHARD, M. P., E. A. NELSON, J. L. EVANS, R. E. HART y D. G. O'CONNELL, 2007. Bermuda subtropical storms. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 97(1-4), 239-253.
- HART, R. E., 2003. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly weather review*, 131(4), 585-616.
- MAUK, R. G. y J. S. HOBGOOD, 2012. Tropical Cyclone Formation in Environments with Cool SST and High Wind Shear over the Northeastern Atlantic Ocean. *Weather and Forecasting*, 27(6), 1433-1448.
- STEWART, S. R., 2001. National Hurricane Center Tropical Cyclone Report: Hurricane Karen.